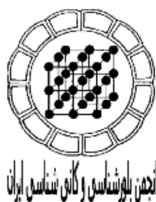
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۴، از صفحهٔ ۲۱۵ تا ۲۲۴



زمین - دماسنجی دگرشکلی مرمرها بر اساس ماکل در شمال‌شرق معدن ژان، پهنه‌ی سنندج- سیرجان، استان لرستان

آرزو مرادی*، ناهید شبانیان بروجنی، علیرضا داودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

(دریافت مقاله: ۹۲/۱۲/۲۵، نسخه نهایی: ۹۳/۳/۱۷)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی به عنوان بخشی از ساختار سنندج – سیرجان در شمال‌شرق معدن سنگ تزئینی ژان در شمال درود و در استان لرستان واقع شده است و بیشتر از سنگ‌های دگرگون دگرشکل شده تشکیل شده است. این سنگ‌های دگرگون شامل سنگ‌های مرمر دگرشکل شده به همراه گرانیت گنایس میلونیتی و آمفیبولیت است و بافت اصلی این مرمرها، لیپیدوگرانوبلاستیک است، کانی‌شناسی مرمرها به ترتیب فراوانی کانی‌ها از کلسیت و میزان اندکی کوارتز، موسکویت فنژیتی، اپیدوت، اسفن، کانی‌های کدر، پلاژیوکلاز (به مقدار خیلی کم) تشکیل شده است. دانه‌های کلسیت دارای جهت یافتگی ترجیحی هستند که علتی بر وجود تنش و تغییرشکل پلاستیک است. بافت فلیزر در عدسی‌های کوارتزی، وجود خاموشی موجی در کوارتز، ریز ساختار pining بین دانه‌های کلسیت و کوارتز، تبلور مجدد دینامیکی به صورت انتقال مرز دانه‌ای بین دانه‌های کانیایی کلسیت و کوارتز و تجدید تبلور دینامیکی برآمده (BLG) در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز و در راستای سطوح شکستگی، چرخش ریز دانه (SGR) و نیز ماکل‌های دگرشکلی کانی‌های کلسیت نوع I و II دمای دگرشکلی این سنگ‌های مرمر را از ۱۵۰-۳۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: *ماکل‌های کلسیت؛ دگرشکلی؛ زمین – دماسنجی؛ مرمر؛ معدن ژان.*

مقدمه

شناخت دما و فشار حاکم بر فرآیندهایی که سنگ‌های دگرگون و دگرشکل پشت سر گذاشته‌اند همواره یکی از اهداف سنگ‌شناسی دگرگونی و ریز زمین ساخت بوده است که برای این منظور می‌توان از بافت این سنگ‌ها و کانی‌های متشکله آن‌ها که با بررسی مقاطع میکروسکوپی به دست می‌آید، استفاده کرد. در این راستا محققین بسیاری به بررسی این بافت‌ها پرداختند و این بخش از علوم زمین را گسترش داده‌اند ([۱-۳]).

بیشتر کانی‌ها در ساختارهایشان دارای سطوحی هستند که مستعد لغزش، و در نهایت ایجاد ماکل هستند. این ماکل‌ها هم می‌توانند حین تبلور دوباره و هم در اثر دگرشکلی به وجود آیند که نهایتاً باعنوان ماکل‌های دگرشکلی (e-twing) یا ماکل‌های مکانیکی خوانده می‌شوند [۱].

ماکل‌شدگی یک فرآیند غیر قابل برگشت است [۴]. ماکل‌های اصلی رشد یافته، مستقیم و نازک‌اند، ولی ماکل‌های دگرشکلی (e-twing) ضخامت متغیری دارند، در حال نازک شدن و منشعب شدن به سمت حاشیه‌ی بلور هستند و بیشتر به حالت خمیده دیده می‌شوند. ماکل‌های دگرشکلی (e-twing) عموماً در کربنات‌ها و فلدسپارها دیده می‌شوند و ریخت شناسی ماکل‌ها به دما وابسته است [۳].

ماکل شدگی مکانیکی یا تغییرشکل بلور احتمالاً در برش

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۱۶۵۷۴۳۵، نمابر: ۰۳۸۳۲۳۲۴۴۲۳، پست الکترونیکی: moradiarezoo99@yahoo.com

ساده‌ی موازی با یک جهت خاص مثل جهت g در صفحه‌ی بلورشناسی روی می‌دهد (شکل ۱). بخش ماکل خورده حاوی جهت بلورشناسی آیینه‌ای نسبت به میزبان ماکل نخورده در طول صفحه‌ی ماکل است [۳]. ماکل به وسیله میکروسکوپ قطبشی پلاریزان به راحتی قابل شناسایی است که در شکل-۱ نشان داده شد [۵، ۶].

ماکل‌های دگرشکلی در کلسیت به طرز گسترده‌ای برای تشخیص تاریخ دگرشکلی استفاده می‌شوند [۷]. این ماکل‌ها حاصل غلبه سازوکار دگرشکلی بلور - پلاستیک در کلسیت‌هایی است که در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد دگرشکل شده‌اند [۸-۱۲].

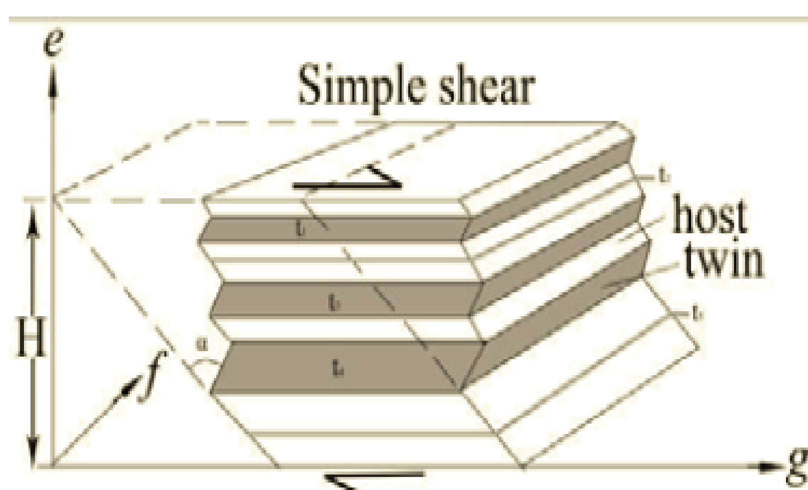
ماکل کلسیت دگرشکل شده (e-twing) می‌تواند با افزایش تعداد ماکل‌ها (افزایش به معنای شدت ماکل (mm/ تعداد ماکل‌ها))، افزایش در اندازه ماکل‌ها (افزایش به معنای ضخامت ماکل)، یا هر دو با هم نشان داده شود [۱۰] .

ریخت‌شناسی ماکل کلسیت با دمای دگرشکلی کلسیت درشت‌دانه دگرشکل شده همخوانی دارد [۱۲،۱۱]. این بدان معناست که تعداد و اندازه‌ی ماکل در نتیجه‌ی تنش اعمال شده و شرایط دگرشکلی می‌تواند اطلاعاتی در رابطه با دمای دگرشکلی در اختیار قرار دهد. چنانکه در شکل-۲ نشان داده شد، ماکل‌های نازک بیان کننده‌ی گستره‌ی دمایی کمتر از ۱۷۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و ماکل‌های کمی ضخیم‌تر گستره‌ی دمایی بالای ۲۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. در دمای بالاتر از ۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد تجدید تبلور دینامیکی به عنوان مهم‌ترین‌ساز و کار دگرشکلی در کلسیت به شمار می‌رود. بنابراین، شدت ماکل (mm/ تعداد ماکل‌ها) رابطه‌ی منفی با دما و اندازه‌ی ماکل (ضخامت) رابطه‌ی مستقیم با دما دارد.

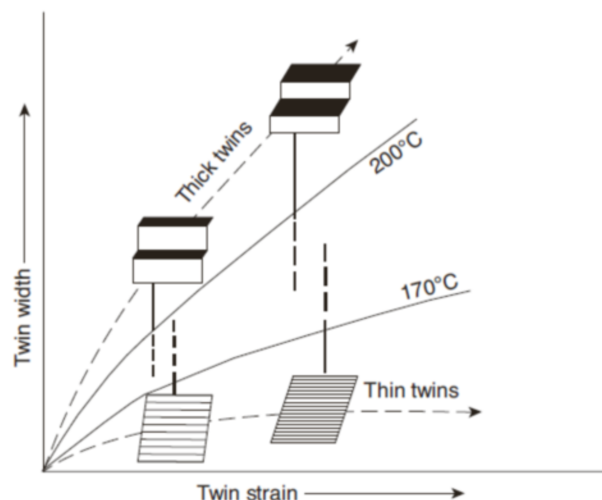
در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از ریخت‌شناسی ماکل‌های کلسیت در بررسی‌های سنگ‌نگاری و مقایسه آن با شواهد دگرشکلی کانی‌های موجود دیگر در مرمرهای مورد بررسی و نهایتاً دمای دگرشکلی مرمرها را در منطقه شمال‌شرق معدن ژان به دست آوریم.

موقعیت زمین شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال‌غرب شهرستان ازنا و شمال‌شرق معدن ژان، در گستره‌ای به طول‌های جغرافیایی ″۴۱ ′۱۱ °۴۹ تا ″۰۷ ′۱۶ °۴۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۳۵ ′۳۶ °۳۳ تا ″۱۲ ′۳۸ °۳۳ شمالی و در نقشه‌ی چهارگوش شازند به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ واقع شده است [۱۳]. منطقه‌ی مورد بررسی در پهنه‌ی زمین ساختاری سنندج – سیرجان [۱۴] و زیرپهنه‌ی با دگرشکلی پیچیده واقع شده است [۱۵]. پهنه‌ی سنندج- سیرجان فعال‌ترین پهنه‌ی ساختاری ایران به شمار می‌رود و تا سنوزوئیک فازهای دگرگونی و ماگماتیسم مهمی را پشت سر گذاشته است [۱۶].



شکل۱ هندسه‌ی ایجاد ماکل مکانیکی در برش ساده. محور f به سمت محور g (یک سمت خاص در صفحه‌ی بلورشناسی) منحرف شده است. خط‌های نقطه‌چین موجود در طرح، دانه‌های کلسیت بدون ماکل را نشان می‌دهند. مناطق سایه‌دار نشان‌دهنده‌ی تیغه‌های ماکل هستند و مناطق بدون سایه نشان‌دهنده‌ی بخش‌های میزبان را تشکیل می‌دهند. زاویه‌ی a، زاویه‌ی چرخش لبه‌ی دانه از بخش میزبان تا تیغه‌ی ماکل است که معادل ′۱۷ °۳۸ است. H ضخامت کل سنگ میزبان و ماکل‌ها و t شامل ضخامت ماکل را نشان می‌دهد [۴-۵].



شکل۲ طرح نموداری نشان دهنده‌ی آن است که، درنتیجه‌ی تنش اعمال شده، شدت ماکل (mm/ تعداد ماکل‌ها) و اندازه‌ی ماکل (ضخامت)، متأثر از دمای دگرشکلی است (تصویر اصلاح شده‌ی [۲۷]) [۱۰].

پهنه‌ی سنندج – سیرجان را می‌توان از ناحیه‌ی گلپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرد [۱۷]. طبق این تقسیم‌بندی منطقه‌ی ازنا در بخش شمالی یا بخش همدان – ارومیه واقع شده است که در کرتاسه پایانی دگرشکل شده و شامل سنگ‌های آذرین فلسیک (مثل پلوتون‌های الوند، بروجرد و ملایر)، شیست‌ها و مرمرهایی است که تأثیر فازهای کوه‌زایی سیمرین و کرتاسه پایانی را در خود ثبت کرده است.

[۱۸] به بررسی محیط ژئودینامیکی منطقه ازنا پرداخته و دو حادثه را در دگرشکلی این ناحیه مؤثر می‌داند. حادثه‌ی اول با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس و ایجاد کمربند آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین – کرتاسه آغازین همراه بوده که شیستوزیته، چین‌خوردگی و دگرگونی در حد رخساره‌ی شیست سبز تا آمفیبولیت را موجب شده است، دگرگونی (قهقرایی) در حد رخساره‌ی شیست سبز (دگرگونی قهقرایی)، برگوارگی میلونیتی و سرانجام نفوذ توده‌های گرانیتی همزمان با دگرشکلی در جریان حادثه‌ی دوم رخ داده‌اند. بافت‌های ایجاد شده در اثر دگرشکلی در توده‌ی گرانیتی نیز حاکی از دگرشکلی در حد رخساره‌ی شیست‌سبز است [۱۹]. به نظر می‌رسد که ماکل‌های دگرشکل کلسیت در مرمرهای منطقه‌ی مورد بررسی طی حادثه دوم ایجاد شده است.

[۱۸] معتقد است که با توجه به شواهد موجود، همزمان با دگرگونی ناحیه‌ای، منطقه‌ی ازنا تحت تأثیر یک زون برشی قرار گرفته است و سنگ‌های دگرگون و آذرین در پهنه‌ی برشی، خرد شده و یا تغییر شکل یافته‌اند. بیشتر سنگ‌های دگرگون ازنا، بسته به موقعیت قرارگیری در پهنه‌ی برشی، کم و بیش دگرشکل شده‌اند و آثار میلونیتیزاسیون را نشان می‌دهند. همتافت ژان یک پهنه برشی بزرگ محسوب می‌شود. به اعتقاد [۲۰] این پهنه برشی از نوع راست‌گرد است.

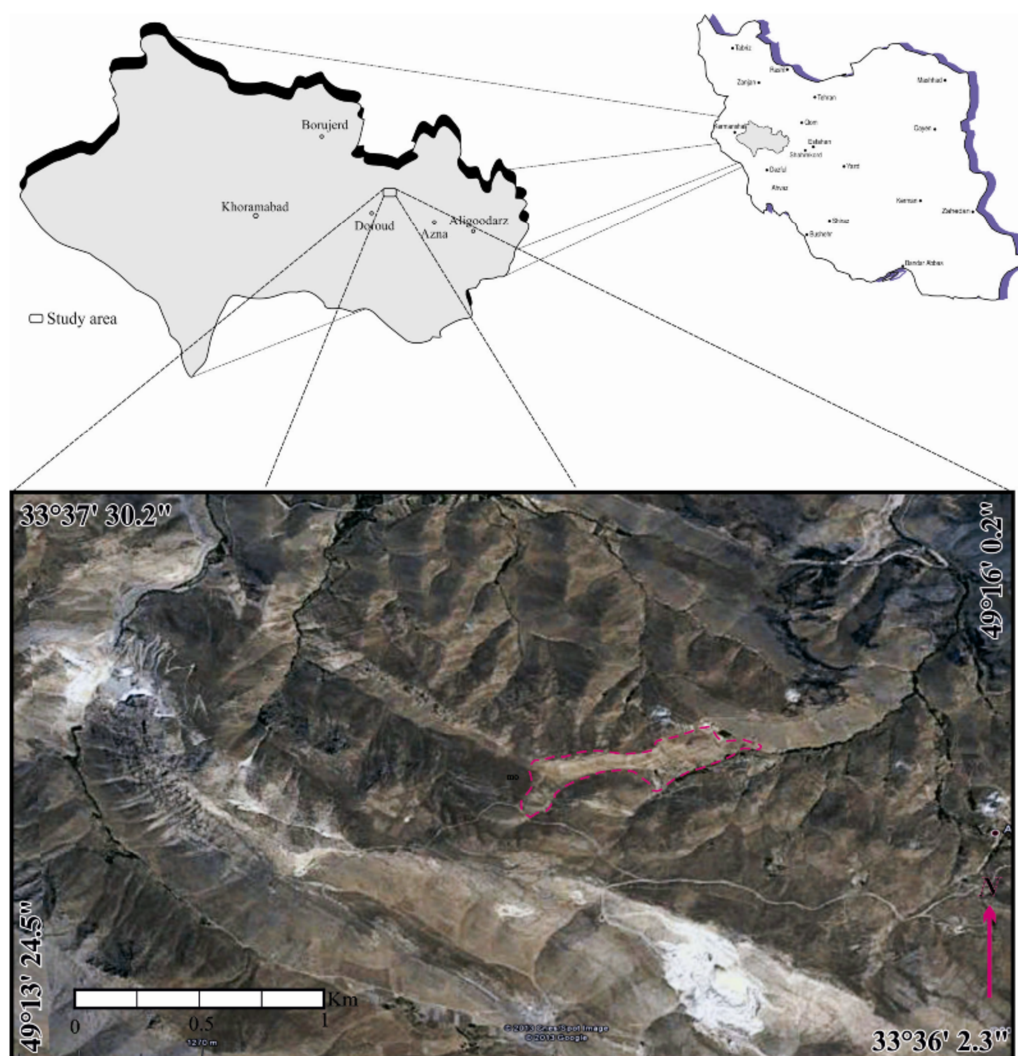
سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده‌ی رخنمون یافته در منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان براساس نوع سنگ مادر آن‌ها به دو دسته با خاستگاه آذرین و خاستگاه رسوبی تقسیم بندی کرد. سنگ‌های دگرگون با خاستگاه آذرین عبارتند از آمفیبولیت‌ها وگرانیت‌های سین زمین‌ساخت (گرانیت میلونیتی یا دینامو‌ماگماتیک گنایس‌ها [۲۱] و سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده‌ی منطقه با خاستگاه رسوبی شامل شیست‌ها و مرمرها.

در منطقه‌ی مورد بررسی توده‌ی گرانیتوئیدی بزرگی وجود دارد که تحت تأثیر یک رژیم دگرشکلی دینامیکی تشکیل شده است [۱۸]. پهنه‌ی برشی همتافت ژان، عامل انتقال سنگ‌هایی با خاستگاه عمیق (نظیر سنگ‌های دگرگون با فشار بالا، گرانیت‌ها و آمفیبولیت‌های منطقه) به سمت عمق کم است [۲۲]. توده‌ی گرانیتوئیدی میلونیتی منطقه مورد بررسی فاقد آثار چشمگیری از دگرگونی مجاورتی است که این نیز یکی از شواهد وابسته به توده‌های نفوذی همزمان با زمین‌ساخت است [۱۵]. این توده‌ی نفوذی به وسیله‌ی سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای همچون شیست، آمفیبولیت، کوارتزیت و مرمرها دربرگرفته شده است. آمفیبولیت‌ها، شیست‌ها و مرمرها سقف توده‌ی گرانیت میلونیتی را تشکیل داده‌اند.

در منطقه‌ی مورد بررسی، مرمرها رخنمون‌های محدود و پراکنده‌ای دارند (شکل-۳) که در نقشه‌ی زمین‌شناسی به عنوان واحد مستقل مشخص نشده‌اند و اغلب تحت تأثیر دگرگونی و دگرشکلی منطقه قرار گرفته‌اند. این مرمرها به همراه کوارتزیت‌ها، شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها به عنوان همبافت ژان معرفی شده‌اند [۱۸]. در این مرمرها، علاوه بر خمش، ماکل‌های دگرشکلی چشمگیری در کانی کلسیت مشاهده می‌شود که طی حادثه دوم دگرگونی و دگرشکلی ایجاد شده‌اند.

روش بررسی

به منظور زمین دماسنجی مرمرها بر اساس ریخت‌شناسی ماکل، در مرحله نخست به هنگام عملیات صحرایی رخنمون‌های سنگی مناسب انتخاب شدند و نمونه‌های جهت‌دار برداشت شده از این مناطق به دقت از نظر صحرایی توصیف و اطلاعات به دست آمده ثبت و ضبط شده‌اند. بین نمونه‌های شاخص برداشت شده، مقطع نازک تهیه شد. مقاطع با استفاده از میکروسکوپ قطبشی (Olympus) مورد بررسی قرار گرفتند. این بررسی‌ها شامل بررسی ویژگی‌های بافتی، کانی‌شناسی، خصوصیات سنگ‌شناسی و ریزساختارها، بررسی ماکل‌های کلسیت و تعیین دمای دگرشکلی و بررسی شواهد دگرشکلی کانی کوارتز در این مجموعه‌هاست. طی این بررسی‌ها از پدیده‌های جالب ساختاری، بافتی و کانی‌شناسی، تعدادی عکس در نور طبیعی و قطبیده تهیه شدند.



شکل۳ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در کشور و در استان لرستان و تصویر ماهواره‌ای Google Earths منطقه‌ی مورد بررسی. گستره‌ی مرمرهای دگرشکل شده با خط‌چین قرمز مشخص شده است.

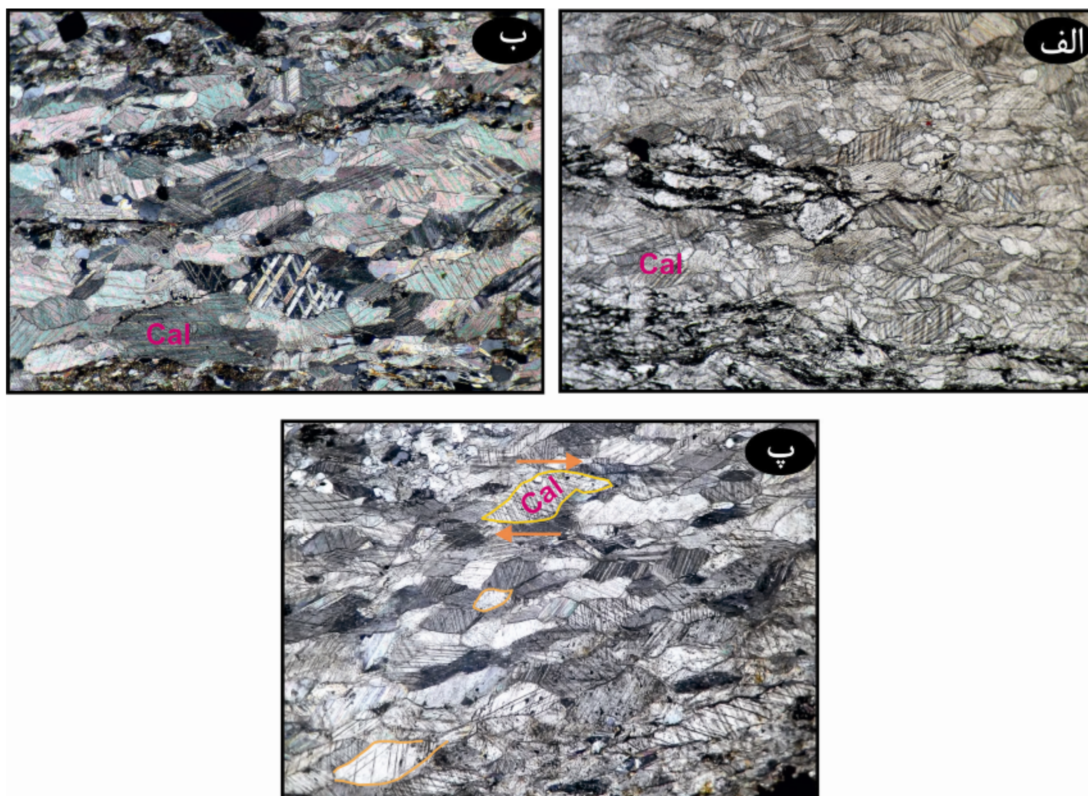
بحث و بررسی

بر اساس مشاهدات صحرایی منطقه‌ی مورد بررسی، مرمرها به صورت بین لایه‌ای با دیگر سنگ‌های دگرگون منطقه به ویژه شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها رخنمون دارند و در بعضی مناطق داخل منطقه‌ی برشی از گسترش و فراوانی برخوردارند، ولی این حالت بین لایه‌ای با گرانیت گنایس میلونیتی مشاهده نمی‌شود این سنگ‌ها غالباً دارای آثار چین‌خوردگی بوده و نسبت به سایر سنگ‌ها چین‌خوردگی را بهتر نمایان می‌سازند. خطواره کانیایی دارای همان راستای فاز اصلی دگرشکلی بوده که با خطواره اصلی شیست‌ها و سنگ‌های همیافت دیگر موازی است.

براساس مشاهدات میکروسکوپی، بافت زمینه مرمرها لیپیدوگرانوبلاستیک است. دانه‌ها بیشتر ریزدانه و خرد شده‌اند و از هم بعد تا کمی هم بعد و چندضلعی – بین زبانه‌ای تغییر می‌کنند. شکل و اندازه‌ی دانه بستگی به میزان تنش‌های وارده و دما دارد. از نظر کانی‌شناسی مرمرهای مورد بررسی به ترتیب فراوانی کانی‌ها شامل: کلسیت، کوارتز، موسکویت فنژیتی، اپیدوت، اسفن، کانی‌های کدر، پلاژیوکلاز (به مقدار خیلی کم) هستند.

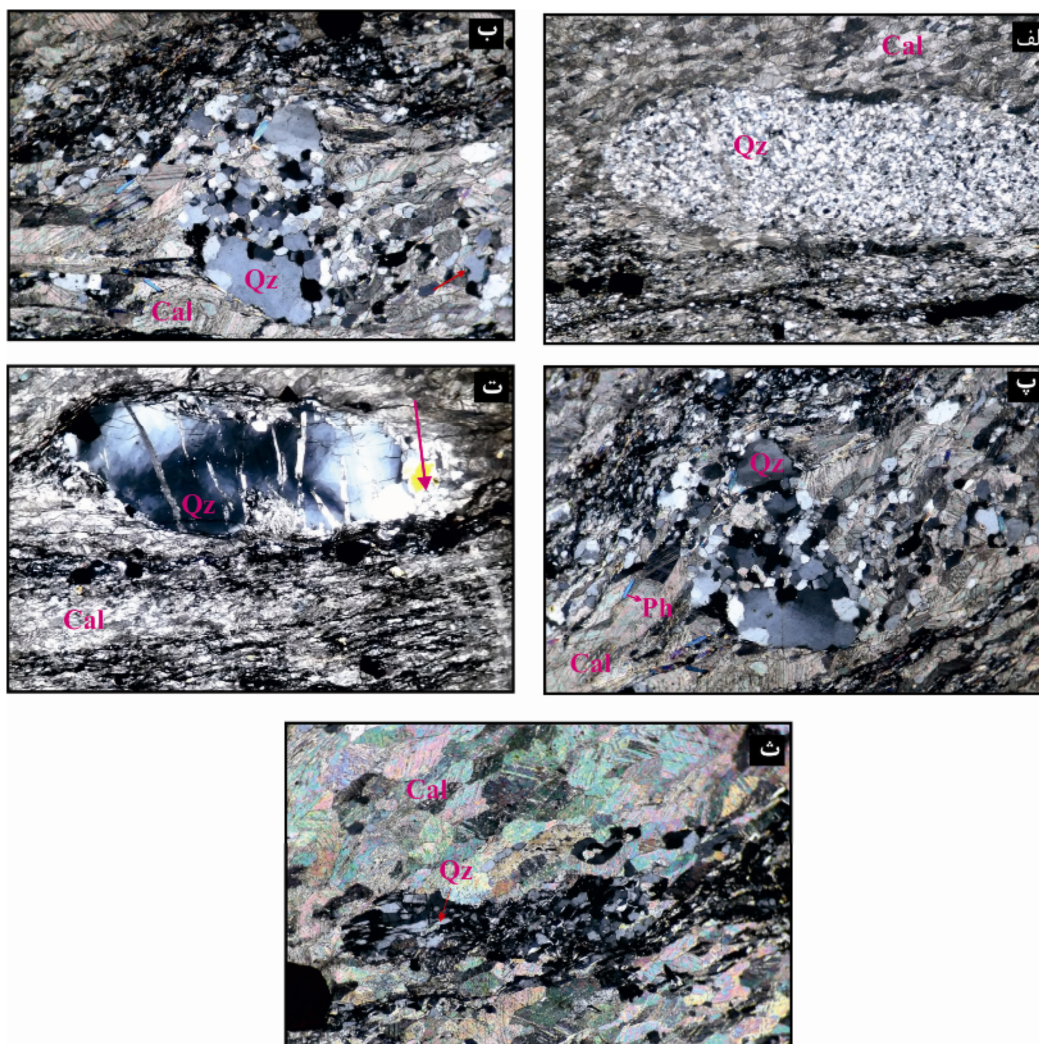
دانه‌های کلسیت دارای سمت یافتگی ترجیحی هستند. وجود این سمت یافتگی در کلسیت امری طبیعی و دال بر وجود تنش و تغییر شکل پلاستیک است. روابط بین گستره‌های رخ موازی، آناستاموزینگ و زاویه‌دار است که از تغییر شکل پلاستیک حاصل می‌شوند [۲] (شکل-۴-الف).

در مرمرها، کانی‌های کلسیت به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌ی بزرگ تا متوسط در راستای برگوارگی میلونیتی آرایش یافته‌اند، خمیدگی و ماکل‌های نوع I و II در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل-۴-ب)، برخی به صورت بی‌شکل (طویل شده) در راستای برگوارگی میلونیتی و به صورت کلسیت‌های ماهی‌گون مشاهده می‌شوند (شکل-۴-پ).

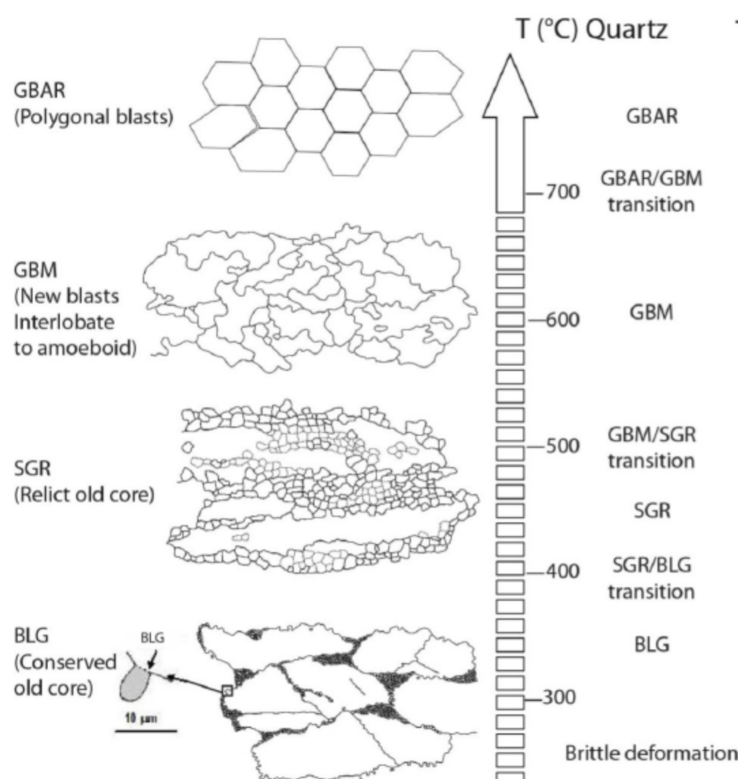


شکل ۴ الف) نمایش جهت‌یافتگی ترجیحی دانه‌های کلسیت، روابط بین گستره‌های رخ موازی، آناستاموزینگ است که از تنش و تغییرشکل پلاستیک حاصل می‌شوند، نور XPL پهنای دید ۴٫۶ میلیمتر. ب) دانه‌های کلسیت به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه‌ی بزرگ تا متوسط و دارای ماکل در راستای برگوارگی میلونیتی آرایش یافته‌اند، نور XPL پهنای دید ۱٫۸ میلیمتر پ) کلسیت‌های ماهی گون که حرکت راستبر را نشان دهد ، نور PPL پهنای دید ۱٫۸ میلیمتر.

از نشانه‌های دیگر وجود تنش در این سنگ‌ها، عدسی‌های کوارتزی با بافت فلیزر Flyser است (شکل-۵-الف)، این بافت در سنگ‌هایی مشاهده می‌شود که تحت تأثیر دگرگونی دینامیک (مکانیکی) قرار گرفته باشند که توده‌های عدسی شکل مواد درشت دانه یا خرد نشده به وسیله توده‌های موجی از مواد ریزدانه و بریدگی‌دار از هم جدا شده‌اند [۲۳]. مرز بین دانه‌های کوارتز و کلسیت در محل فلیزرها به‌صورت ریزساختارهای pining است، دانه‌های کلسیت با چگالی جابه-جایی پایین با هجوم به داخل دانه‌های کانی کوارتز با چگالی جابه‌جایی بالا سبب کاهش انرژی آزاد درونی انباشته می‌شوند. که به عنوان انتقال مرز دانه‌ای معروف است [۲] (شکل-۵-ب). ریز ساختارهای موجود در کوارتز در مرمرهای مورد بررسی بیانگر تغییرات ساختاری پلاستیک در شبکه کانی‌ها نظیر گسترش و تشکیل ریزدانه‌ها (شکل-۵-پ)، خاموشی موجی و تجدید تبلور دینامیکی به شکل برآمده Bulging (BLG) و چرخش ریزدانه Subgrain Rotation (SGR) است. وجود این ریزساختارها در کوارتز براساس طرح نموداری ارائه شده برای انباشت‌های چند بلوری [۲۴ -۲۶] در حالت انتقال BLG به SGR است که تقریباً در دمای کم‌تر از ۴۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد حاصل می‌شود (شکل-۶).



شکل ۵ الف) نمایش لنز کوارتزی با بافت فلیزر Flyser، که تحت تأثیر دگرگونی دینامیکی (مکانیکی) شکل گرفته است، نور XPL با پهنای دید ۴٫۶ میلیمتر. ب) میکروساختارهای pining در مرز بین دانه‌های کوارتز و کلسیت نور XPL تا پهنای دید ۱٫۸ میلیمتر. پ) گسترش و تشکیل ریزدانه از طریق مهاجرت مرز دانه‌ها در کانی کوارتز، که تقریباً در دمای کم‌تر از ۴۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد حاصل می‌شود، نور XPL با پهنای دید ۱٫۸ میلیمتر. ت) دانه‌های تجدید تبلور یافته آنقدر گسترش نداشته اند که ساختار هسته و پوشش خوبی را نشان دهد، نور XPL با پهنای دید ۱٫۸ میلیمتر. ث) تجدید تبلور دینامیکی BLG در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز و در راستای سطوح شکستگی، نور XPL با پهنای دید ۴٫۶ میلیمتر.



شکل۶ طرح نموداری چهار نوع اصلی تجدید تبلور دینامیکی در انباشت پلی‌کریستالین کوارتز در گستره‌ی دمایی نشان داده شده [۲۴-۲۶].

گسترش دانه‌های تجدید تبلور یافته آنقدر نیست که ساختار هسته و پوشش را به خوبی نشان دهد [۲۶] (شکل-۵-ت). در دمای پایین تجدید تبلور دینامیکی برآمده BLG در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز و در راستای سطوح شکستگی ایجاد می‌شود [۲] (شکل-۵-ث).

[۹] با مشاهده‌ی دگرشکلی در کربنات‌های موجود در سفره‌های رورانده nappes در راستای منطقه‌ی Helvetic سوئیس انواع ماکل‌ها را به منظور برآورد دمای سازند می‌توان به چهار دسته رده‌بندی کرد [۷]، (شکل-۷- الف):

-ماکل‌های نوع I دارای باریکه‌های مستقیم بوده و ضخامتی کمتر از ۱ میکرومتر دارند و در دمای ۱۷۰-۲۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد ایجاد می‌شوند.

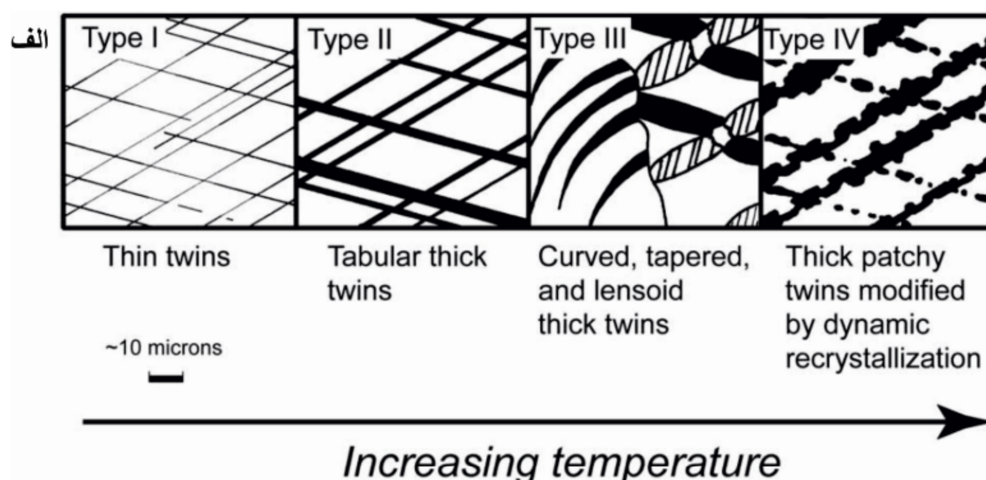
-ماکل‌های نوع II عریض‌تر و با ضخامت ۵ -۱ میکرومتر و در دمای ۱۵۰ - ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد ایجاد می‌شوند، این نوع ماکل‌ها به رخدادهای نهایی متامورفیسم وابسته‌اند [۸،۷].

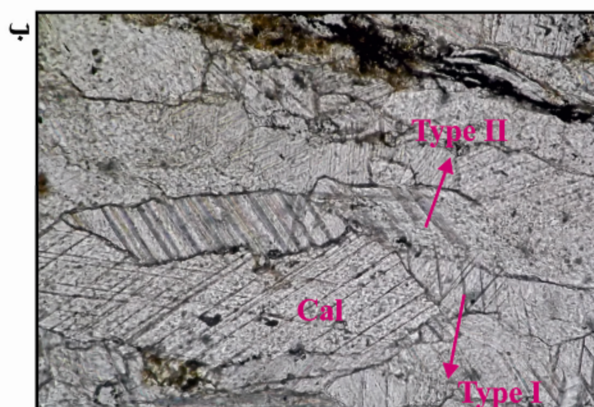
-ماکل‌های نوع III عریض، خمیده، کمی باریک‌اند که خمیدگی ماکل‌ها می‌تواند ناشی از فعالیت لغزشی روی سطح f , r باشد [۹]. این نوع ماکل‌ها در دمای بالای ۲۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد ایجاد می‌شوند و نشان‌دهنده‌ی عملکرد دگرشکلی حین دگرگونی است.

- ماکل‌های نوع IV ظاهراً ضخیم‌تر و با خط‌هایی به صورت لخته‌ای با مرزهای دندانه‌دار دیده می‌شوند که در نتیجه مهاجرت، شکل‌ها ایجاد شده‌اند و مشخص کننده‌ی دمای بالای ۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و تجدید تبلور دینامیکی هستند [۷-۹].

ماکل‌های نوع I و II در دمای کم‌تر، احتمالاً در عمق کم‌تر تشکیل می‌شوند و متأثر از مراحل نهایی دگرگونی هستند و ماکل‌های نوع III و IV در دمای بالا، احتمالاً در عمق بیش‌تر و در مراحل دگرشکلی حین دگرگونی و یا تجدید تبلور دینامیکی شکل می‌گیرند [۷-۹].

در بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌های برداشت شده از منطقه در نتیجه تنش‌های اعمال شده، علاوه بر خمش و کشیدگی (شکل-۷-ب)، شاهد ماکل‌های دگرشکل شده نوع I و II هستیم. بر مبنای رده‌بندی [۹]. ماکل‌های دگرشکلی نوع II فراوانی بیشتری دارند، که نشان‌دهنده تشکیل بلورهای کلسیت دوقلو شده در شرایط عمق و دمای کم است.





شکل ۷ الف) طرح نموداری از انواع ماکل‌های کلسیت ناشی از تأثیر دما [۹،۸].
ب) ماکل‌های دگرشکل شده نوع I ، II و کشیدگی در کانی کلسیت با نور XPL پهنای دید ۱/۸ میلیمتر.

برداشت

منطقه‌ی مورد بررسی از نظر زمین ساختی فعال بوده و حوادث دگرگونی و دگرشکلی متفاوتی را پشت سر گذاشته است [۲۲،۱۸]. در مرمرهای مورد بررسی طی حادثه دوم دگرگونی (دگرگونی قهقرایی) و دگرشکلی که در حد رخساره‌ی دگرگونی شیست سبز بوده، ماکل‌های دگرشکلی تشکیل شده است. شواهد ساختاری مرمرها وجود پهنه‌ی برشی و دمای تشکیل از ۱۵۰-۳۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را برای دگرشکلی مرمرهای منطقه‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد.

شواهد ساختاری که حاکی از وجود پهنه‌ی برشی در این منطقه است عبارتند از:

سمتگیری ترجیحی شکلی دانه‌های کلسیت در اثر تغییر شکل پلاستیک.

-ایجاد بافت فلیزر در عدسی‌های کوارتزی که متأثر از دگرگونی دینامیک است.

-وجود خاموشی موجی که نمایانگر دگرشکلی بین بلور (حرکت نقایص شبکه‌ای در یک بلور) است.

-وجود ریز ساختار pining که نمایانگر تبلور دوباره‌ی دینامیکی است.

-تبلور دوباره‌ی دینامیکی به صورت انتقال مرز دانه‌ای بین دانه‌های کانیایی کلسیت و کوارتز.

شواهد ساختاری که دمای تشکیل از ۱۵۰-۳۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را برای دگرشکلی مرمرها نشان می‌دهد عبارتند از:

-ماکل‌های دگرشکلی کانی کلسیت نوع I و II .

-دگرشکلی کانی کوارتز نظیر گسترش و تشکیل ریزدانه‌ها، خاموشی موجی، ماکل‌های دگرشکلی و تجدید تبلور دینامیکی به شکل Bulging (BLG) (در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز و در راستای سطوح شکستگی) و Subgrain Rotation (SGR) (گسترش دانه‌های تجدید تبلور یافته آنقدر نیست که ساختار هسته و پوشش خوبی را نشان دهد).

مراجع

[1] Twiss R. J., Moores E. M., *"Structural geology",* Freeman, New York (1992).

[2] Passchier C. W., Trouw R. A. J., *"Microtectonics"*, 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin (2005)

[3] Blenkinsop T., *"Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks",* Kluwer Academic Publishers, New York (2002).

[4] Lacombe O., Laurent P., *"Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data"*, Tectonophysics 202 (1990) 83-93.

[5] Jamison W. R., Spang J. H., *"Use of calcite twin lamellae to infer differential stress",* Geological Society of America Bulletin 87 (1976) 868–872.

[6] Chen K., Kunz M., Tamura M., Wenk H. R., *"Deformation twinning and residual stress in calcite studied with synchrotron polychromatic X-ray microdiffraction",* PhysChem Minerals 38 (2011) 491–500.

[7] Rybacki E., Evans B., Janssen A., Wirth R., Dresen G., *"Influence of stress, temperature, and strain on calcite twins constrained by deformation experiments"*, Journal tectonophysics 21(4) (2013) 17.

[8] Ferrill D. A., *"Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone",* Journal of Structural Geology 13 (1991) 667–675.

[9] Burkhard M., *"Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review",* Journal of Structural Geology 15 (1993) 351-368.

[10] Ferrill D. A., Morris A. P., Evans M. A., Burkhard M., Jr G., Onasch C. M., *"Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer",* Journal of Structural Geology 26 (2004) 1521–1529.

[11] Lacombe O., *"Calcite twins, a tool for tectonic studies in Thrust Belts and Stable Orogenic Forelands",* Oil and Gas Science and Technology 65 (6) (2010) 809-838.

[12] Turner F. J., *"Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles",* American Journal Science 251 (1953) 276-298.

[13] Sahandi M,. Hosseinidoust S. G., Radfar G., Mohajjel M., *"Geological map of shazand area (Sanandaj- Sirjan, Iran)"*, Scale 1:100000, No. 5852, Geological Survey of Iran, Tehran (2006).

[14] Stocklin J., *"Structural history and tectonic of Iran, a review",* American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG), 52 (7) (1968) 1229-1258.

[15] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397–412.

[۱۶] درویش زاده ع.، *"زمین شناسی ایران (چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم)"*، انتشارات امیرکبیر، تهران (۱۳۸۹) ص. ۱-۴۲۵.

[۱۷] افتخارنژاد ج.، *"تقسیم تکتونیک ایران بر اساس حوضه های رسوبی"*، مجله انجمن نفت ایران، شماره ۸۲ (۱۳۵۹) ص. ۱۹-۲۸.

[18] Mohajjel M., *"Structure and tectonic evolution of Palaeozoic–Mesozoic rocks, Sanandaj – Sirjan Zone, western Iran"*, PhD Thesis, University of Wollongong, Australia (1997).

[۱۹] شبانیان بروجنی ن.، داودیان دهکردی ع.ر، خلیلی م.، خدامی م.، *"شواهد بافتی وجود شرایط دینامیکی در حین و پس از تبلور گنایس‌های دینامو‌ماگماتیک قلعه‌دژ، ازنا"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۹) ص ۴۷۲-۴۶۳.

[20] Mohajjel M., Fergosen C. L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj - Sirjan zone, Western Iran",* Journal of Structural Geology 22(8) (2000) 1125-1139.

[21] Shabanian N., Khalili M., Davoudian A. R., *"Petrography and geochemistry of mylonitic granite of Ghaleh - Dezh, NW Azna, Sanandaj - Sirjan zone, Iran",* Neues Jahrbuch Fur Mineralogie - Abhandlungen 185(3) (2009) 233-248.

[۲۲] شبانیان ن.، *"پترولوژی و محیط تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه ازنا (پهنه سنندج-سیرجان، ایران)"*، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم گروه زمین‌شناسی، اصفهان، (۱۳۸۸).

[۲۳] سرابی ف.، *" سنگ‌های دگرگونی"*، موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران (۱۳۷۳).

[24] Kurse R., Stünitz H., Kunze K., *"Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts",* Journal of Structural Geology 23 (2001) 1781-1802.
[25] Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S. M., *"The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C",* Journal of Structural Geology 24(3) (2002) 1861-1884.
[26] Passchier C. W., Trouw R. A. J., *"Atlas of Mylonites - and related microstructures",* 2nd edition, Springer, Verlag. Berlin (2010).